

مطالعه منطقه‌بندی بلورهای فلدسپار در سنگ‌های نفوذی کوه‌دم

فاطمه سرجویان^۱، علی کنعانیان^۲ و جمشید احمدیان^۳

^۱ استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۲/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۷/۰۳

چکیده

بلورهای فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی کوه‌دم از دید ترکیب و بافتی ساختمان منطقه‌ای نشان می‌دهند. بلورهای فلدسپار در واحدهای مختلف مانند نمونه‌های گرانیتی - گرانودیوریتی، نمونه‌های دیوریتی - گابرویی و آنکلاوهای میکروگرانولار مافییک که با فراوانی به نسبت زیاد در سرتاسر توده نفوذی اسیدی به چشم می‌خورند، مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفتند. نتایج تجزیه میکروپروب پلاژیوکلازها در سنگ‌های اسیدی و حد واسط - بازی و آنکلاوها بیانگر وجود منطقه‌بندی عادی و وارون در نمونه‌ها است. طیف ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در مرز آلپیت و الیگو کلاز (An:9) در حاشیه تا اوایل لابرادوریت (An: 50) در مرکز در سنگ‌های اسیدی و از آندزین (An: 30) در حاشیه تا لابرادوریت (An: 56) در مرکز در سنگ‌های حد واسط - بازی و از الیگو کلاز (An: 19) تا اواخر لابرادوریت (An: 66) در آنکلاوها تغییر می‌کند. فراوانی عناصر کمیاب Fe, Sr, Ba در فلدسپارها، الگوی نوسانی و متغیر نشان می‌دهند. الگوی نوسانی عناصر اصلی و کمیاب از مرکز به حاشیه در بلور فلدسپار، به نقش مؤثر پدیده آمیختگی ماگمایی در شکل‌گیری توده نفوذی کوه‌دم اشاره دارد.

کلیدواژه‌ها: فلدسپار، ساختمان منطقه‌ای، آمیختگی ماگمایی، توده نفوذی، کوه‌دم، اردستان.

E-mail: Kananian@Khayam.ut.ac.ir

*نویسنده مسئول: علی کنعانیان

۱- پیش‌گفتار

مایکروپروب انتخاب و در دانشگاه ناروتو ژاپن و اکلاهاماسیتی آمریکا تجزیه شدند. در این نمونه‌ها حدود ۱۱۰ نقطه از کانی‌های فلدسپار به کمک دستگاه مایکروپروب Jeol مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV، شدت جریان ۱۵ nA در دانشگاه ناروتو ژاپن و دستگاه مایکروپروب Cameca-SX50 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV، شدت جریان ۲۰ nA در دانشگاه اکلاهاماسیتی آمریکا مورد تجزیه قرار گرفتند که نتایج این تجزیه‌ها را می‌توان در جدول‌های ۱ و ۲ دید. داده‌های حاصل از این تجزیه‌ها به کمک نرم‌افزارهای Exel و Minpet مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفتند. مقادیر کاتیونی به کمک نرم‌افزار Minpet بر پایه ۸ اکسیژن و ۵ کاتیون تعیین شده است.

۲- مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری

توده نفوذی کوه‌دم بخش کوچکی از نوار ماگمایی ارومیه- دختر به‌شمار می‌رود که بر پایه گزارش Technoexport (1981) در ائوسن بالایی درون شیست‌ها و فیلیت‌های پالئوزوئیک، سنگ‌های کربناتی کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و ریولیتی ائوسن زیرین نفوذ کرده است. این توده نفوذی از دو بخش اسیدی شامل مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت و بخش حدواسط - بازی با ترکیب گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت تشکیل شده است. بخش اسیدی میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار مافییک فراوان با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت است. از دید سنگ‌نگاری، سنگ‌های اسیدی دارای کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی تیتانیت، آپاتیت و زیرکن هستند و در سنگ‌های حدواسط - بازی افزون بر کانی‌های یادشده پیروکسن نیز حضور دارد. ارتوکلازها بیشتر ماکل کارلسباد دارند و در برخی موارد دارای ادخال‌هایی از کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند که موجب پیدایش بافت پویی کیلیتیک در نمونه‌ها شده است. پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سنستیک و یا ساختمان منطقه‌ای دارند و بیشتر در حاشیه‌ها دستخوش خوردگی و انحلال شده‌اند. در برخی از نمونه‌ها ارتوکلاز به‌صورت هاله‌ای پیرامون پلاژیوکلاز را فرا گرفته و بافت

فلدسپارها اصلی‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌های نفوذی کوه‌دم به‌شمار می‌روند. الگوی منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز اطلاعات مهمی را درباره فرایندهای ماگمایی در اختیار قرار می‌دهد. زیرا پلاژیوکلاز انتشار آهسته‌ای از عناصر اصلی (Grove et al., 1984; Baschek & Johannes, 1995) و فرعی (Giletti & Casserly, 1994; Cherniak, 2003) دارد. الگوی منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز، تغییرات ترکیب مذاب، مواد فرار، دما و فشار را ثبت می‌کند (Smith & Brown, 1988). با اینکه در زمینه ضریب پراکندگی عناصر فرعی Sr و Ba در بلور پلاژیوکلاز پژوهش‌های گسترده‌ای صورت گرفته است (Longhi et al., 1976; Blundy & Wood, 1991; Bindeman et al., 1998) ولی باز هم تفسیر الگوی منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز خیلی پیچیده است، چرا که ترکیب پلاژیوکلاز اولیه بر اثر فعالیت‌های پس از تبلور، تغییر می‌کند و سرعت سرد شدن آهسته در سنگ‌های نفوذی بر سازوکار رشد، نرخ انتشار و دمای تثبیت عناصر اصلی و فرعی در ساختمان پلاژیوکلاز تأثیر بسیاری دارد (Giletti & Casserly, 1994; Cherniak, 2003). وقتی سرعت سرد شدن آهسته باشد، انتشار موجب هموار شدن منطقه‌بندی و همگن‌سازی ترکیب پلاژیوکلاز می‌شود (Pietranik et al., 2006). همچنین انتشار آهسته عناصری مانند Ba در بلور فلدسپار قلیایی می‌تواند به عنوان رد پای برای کشف تاریخچه رشد بلور فلدسپار قلیایی مورد استفاده قرار گیرد (Long & Luth, 1986; Gagnevin et al., 2005; Słaby et al., 2007 & 2008).

با توجه به مطالب بالا در این پژوهش سعی شده است با بررسی الگوی سامان‌مند منطقه‌بندی و چگونگی پراکندگی عناصر اصلی و کمیاب از مرکز به حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های نفوذی کوه‌دم، فرایندهای مؤثر در تشکیل ماگمای سازنده این بلورها ارزیابی شود.

۲- روش مطالعه

به منظور مطالعه ترکیب شیمیایی کانی فلدسپار در سنگ‌های نفوذی کوه‌دم، پس از مطالعات صحرایی، نمونه برداری از واحدهای مختلف سنگ‌شناسی توده و مطالعه دقیق سنگ‌نگاری آنها ۸ نمونه از سالم‌ترین سنگ‌های نفوذی برای مطالعات

و با ترکیبی که آنورتیت بالاتری داشته جایگزین شده است. تغییرات الگوی عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به حاشیه پلاژیوکلازها در آنکلاوها، حالت زیگزاگ و متغیر دارد (شکل ۴). منطقه‌بندی لکه‌ای دیده شده در آنکلاو دارای میزان Sr خیلی بالا و Ba پایین نسبت به دیگر نقاط است.

همان گونه که در شکل ۱ دیده می‌شود، ترکیب فلدسپار قلیایی در سنگ‌های اسیدی با 91%-61% Or، در سنگ‌های حدواسط-بازی با 91%-74% Or و در آنکلاو با 96%-72% Or مشخص شده است. بررسی روند تغییرات عناصر کمیاب Ba و Sr در فلدسپارهای قلیایی در سنگ‌های اسیدی از مرکز به حاشیه، حالت نوسانی دارد، به گونه‌ای که هر دو عنصر ابتدا افزایش، سپس کاهش و دوباره افزایش یافته‌اند در حالی که در سنگ‌های بازی و آنکلاوها، تقریباً روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۵).

۵- بحث

۵-۱. منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز

چنانچه در الگوی تغییرات میزان آنورتیت پلاژیوکلازها دیده می‌شود، منطقه‌بندی نوسانی و تغییرات قابل توجهی در ترکیب بلورها دیده می‌شود. از آنجا که ترکیب کانی‌ها در تعادل با مذاب به عواملی چون فشار، دما، میزان آب و ترکیب شیمیایی بستگی دارد، به کمک منطقه‌بندی می‌توان تا حد امکان شرایط تبلور بلور را بازسازی کرد (Ginibre et al., 2007).

کاهش میزان آنورتیت پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه با تفریق بلوری سازگار است (Ginibre et al., 2002) ولی این روند در نمونه‌های مورد مطالعه با هم‌مانندی ندارد و متغیر است. برخی از پژوهشگران منطقه‌بندی نوسانی را نشانه تغییر ترکیب جزئی ماگما در هنگام رشد بلور (Vernon, 2004) و به‌عنوان نشانه‌ای از آمیختگی ماگمایی می‌دانند (Vernon, 1990; Waight et al., 2000) و یا منطقه‌بندی وارون را نشانه عدم برقراری تعادل میان بلور با ماگما در اثر فرایندهایی مانند آمیختگی ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب در هنگام تبلور پلاژیوکلازها در نظر می‌گیرند (Waight et al., 2000)؛ به باور Ginibre et al. (2002) میزان آنورتیت بالاتر در برخی نواحی را می‌توان نشان از حضور ترکیبات مافییک‌تر و یا میزان آب بالاتر در نظر گرفت.

پژوهش‌های جدید نشان می‌دهد که XAn توسط ترکیب مذاب، فشار، میزان آب و دما کنترل می‌شود (Blundy & Wood, 1991; Smith et al., 2009). برای بررسی هر یک از عوامل یادشده باید ابتدا بررسی شود که آیا منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در شرایط غیر تعادلی است و یا نزدیک به تعادل به وجود آمده است. با توجه به این اصل که فراوانی یکسان عناصر اصلی و فرعی ۲ بلور مختلف از نمونه یکسان نشان از تشکیل پلاژیوکلاز در شرایط نزدیک تعادل دارد (Brophy et al., 1996)، مقادیر همانند عناصر Ba, Mg, Ti, Fe و Sr و مولار تقریباً برابر Ab, An و Or در بلورهای یادشده و همچنین الگوی نوسانی یکسان در پلاژیوکلازها، می‌توان نتیجه گرفت که پلاژیوکلازها در شرایط نزدیک تعادل شکل گرفته‌اند. در شرایط نزدیک تعادل تغییرات کم دما و یا میزان آب، تغییرات قابل توجهی در ترکیب پلاژیوکلاز ایجاد نمی‌کند (Loomis & Welber, 1982). تأثیر فشار بر الگوی منطقه‌بندی با استفاده از کارهای تجربی (Longhi et al., 1993) مورد توجه قرار گرفته است. این پژوهشگران به این نتیجه رسیده‌اند که تغییرات ۲ تا ۴ مول درصد در میزان آنورتیت با تغییر فشار ۲ تا ۴ کیلو بار همخوانی دارد. به باور Nelson & Montana (1992) تغییرات فشار کمتر از ۲ کیلو بار نمی‌تواند بر میزان آنورتیت پلاژیوکلاز بیش از ۵ درصد تأثیر داشته باشد (Pietranik et al., 2006). به باور Housh & Luhr (1991) تأثیر فشار بر ترکیب پلاژیوکلاز (۲۰ مول درصد آنورتیت برای ۱۲ کیلو بار) در مقایسه با تأثیر دما ناچیز است.

در سامانه‌های دو تایی همانند پلاژیوکلاز، عناصر اصلی برای تشخیص متغیرهای بسیاری که ترکیب کانی‌ها را کنترل می‌کنند، کافی نیستند و به همین دلیل توجه به

آنتی‌راپاکیوی ایجاد کرده است. همچنین کانی‌های مافییک بیوتیت (با فراوانی بیشتر) و هورنبلند در میان مجموعه کانی‌ها حضور دارند که گاه به شکل لخته‌های مافییک تمرکز یافته‌اند.

آنکلاوهای میکروگرانولار مافییک از دید کانی‌شناسی دارای کانی‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول، تیتانیت، آپاتیت و زیرکن هستند و معمولاً بافت میکروگرانولار دارند. پلاژیوکلاز به ۲ صورت در آنکلاوها دیده می‌شود. ریزبلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنستیک، بیشتر زمینه سنگ را می‌سازند، در حالی که درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با اختلاف اندازه آشکار، ماکل پلی‌سنستیک و یا منطقه‌بندی عادی و گاه نوسانی دارند و از کناره‌ها خورده‌شدگی و انحلال نشان می‌دهند. درشت‌بلورها معمولاً در بخش حاشیه آنکلاو به فراوانی دیده می‌شوند. ارتوکلازها بیشتر در زمینه هستند و گاه به‌صورت درشت‌بلور دیده می‌شوند. این درشت‌بلورها بیشتر به‌صورت گردشده و انحلال‌یافته در بخش حاشیه‌ای آنکلاو حضور دارند و دارای ادخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول هستند. به نظر می‌رسد این ادخال‌ها، بخشی از زمینه آنکلاو باشند که توسط درشت‌بلورها دربرگرفته شده‌اند. هورنبلند و بیوتیت معمولاً دانه‌ریز هستند و به‌صورت پراکنده در میان مجموعه کانی‌ها حضور دارند و یا به‌صورت ادخال درون کانی‌های دیگری مانند کوارتز و فلدسپار پتاسیم به دام افتاده‌اند (سرجوقیان، ۱۳۸۶).

۴- شیمی کانی فلدسپار

فلدسپارها در نمونه‌های مختلف روی نمودار سه تایی فلدسپار پتاسیم (Or) KAISi₃O₈، آلپیت (Ab) NaAlSi₃O₈ و آنورتیت (An) CaAl₂Si₂O₈ منتقل شده است (شکل ۱). بر پایه این رده‌بندی ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های اسیدی در گستره ترکیبی میان اواخر آلپیت (An:9) در حاشیه تا اوایل لابرادوریت (An: 50) در مرکز تغییر می‌کند. تجزیه‌های نقطه‌ای از مرکز به حاشیه نشان می‌دهد که پلاژیوکلازهای مورد مطالعه منطقه‌بندی عادی و یا نوسانی دارند. گرچه بی‌نظمی‌ها و نوسان‌هایی در ترکیب این پلاژیوکلازها دیده می‌شود ولی از مرکز به حاشیه بلور معمولاً مقدار آنورتیت کاهش می‌یابد. به گونه‌ای که ابتدا روند افزایشی نشان می‌دهند ولی ناگهان در حاشیه بلور روند نزولی پرسیبی را طی می‌کنند. الگوی سامان‌مند عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به حاشیه، در دو نمونه منتخب نیز، در ابتدا روند فزاینده و سپس رونده کاهنده نشان می‌دهد (شکل ۲).

تجزیه‌های میکروپروپ در سنگ‌های حدواسط-بازی طیف تغییرات کانی‌شناسی ناپیوسته‌ای را نشان می‌دهند به گونه‌ای که معمولاً ترکیب آنها از لابرادوریت (An: 56) در مرکز تا آندزین (An: 30) در حاشیه تغییر می‌کند در صورتی که در دو نمونه ترکیب حاشیه آن به‌سوی آلپیت (An: 10) و انورتوکلاز (An: 20) متمایل شده است (شکل ۱). نتایج تجزیه میکروپروپ از مرکز به حاشیه در پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها گویای وجود منطقه‌بندی نوسانی در این کانی‌هاست. الگوی تغییرات عناصر فرعی Ba و Sr از مرکز به حاشیه، در ۲ نمونه منتخب نیز، در ابتدا روند افزایشی و سپس کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۳).

ترکیب پلاژیوکلاز آنکلاوها در محدوده به‌نسبت گسترده‌ای از الیگوکلاز (An: 19) تا اواخر لابرادوریت (An: 66) در نوسان است (شکل ۱). تجزیه میکروپروپ از مرکز به حاشیه در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز آنکلاوها نشان می‌دهد که این بلورها معمولاً منطقه‌بندی نوسانی عادی دارند به گونه‌ای که میزان آنورتیت در حاشیه به‌سرعت کاهش می‌یابد. تجزیه میکروپروپ یکی از درشت‌بلورها بیانگر وجود منطقه‌بندی لکه‌ای (Patchy Zone) در آن است به این ترتیب که در بخشی از بلور انحلال صورت گرفته و ترکیبی با میزان آنورتیت بالاتر (An: 59) در آن بخش جایگزین شده است. به نظر می‌رسد، این بلور از ماگمای اسیدی میزان وارد ماگمای سازنده آنکلاو شده و به دلیل قرارگیری در دمای بالاتر ناپایدار شده، انحلال یافته

از سوی دیگر با توجه به اینکه روند صعودی میزان FeO نسبت به An می‌تواند بیانگر آمیختگی شیمیایی در ماگما باشد (Ruprecht & Worner, 2007) چنانچه در شکل ۸ دیده می‌شود، اکسید FeO نسبت به درصد An سیر صعودی دارد و بنابراین می‌توان نتیجه گرفت فرایند آمیختگی ماگمایی نقش قابل توجهی در فرایندهای تحول ماگمای سازنده نمونه‌های مورد مطالعه داشته است.

۵-۲. منطقه‌بندی در فلدسپارهای قلیایی

بررسی تغییرات میزان Ba موجود در بلورهای فلدسپار پتاسیم (شکل ۵)، اهمیت خاصی در شناسایی فرایندهای حاکم بر تبلور ماگما دارد. عنصر باریم نسبت به دیگر عناصر کمتر تحت تأثیر فرایندهای ثانوی انتشار قرار می‌گیرد چرا که انتشار Ba نصف دیفوزیون Sr و Pb است و همین دیفوزیون آهسته سبب می‌شود که باریم نسبت به عناصر دیگر شرایط دمایی تبلور را بهتر در خود نگهداری کند (Cherniak, 2002). بررسی تغییرات مقادیر Sr و Ba از مرکز به حاشیه (شکل ۹) گویای وجود الگوی زیگزاگی و نوسان زیاد در فراوانی عناصر در بلورهای فلدسپار پتاسیم است. چنین الگویی را می‌توان به عواملی مانند (۱) تفریق بلوری (Long & Luth, 1986)؛ (۲) آمیختگی ماگمایی (Blundy & Shimizu, 1991)؛ و (۳) تغییر در فعالیت آب (Long & Luth, 1986; Singer et al., 1995) نسبت داد. ولی پرسش بنیادین این است که کدام یک از عوامل یادشده نقش مهم‌تری در تحول نمونه‌های مورد مطالعه داشته است؟

Long & Luth (1986) بر این باورند که نوسانات Ba در فلدسپار قلیایی می‌تواند با در نظر گرفتن تبلور همزمان فازهای دیگر مانند کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک قابل توجیه باشد. با توجه به ضرایب جدایش Ba و Sr در کانی‌های بیوتیت، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز (Icenhower & London, 1996; Blundy & Wood, 1991; Blundy & Wood, 1991) منطقه‌بندی عادی و وارون Ba در فلدسپار قلیایی را زمانی می‌توان به فرایند تفریق ماگمایی نسبت داد که میزان کانی‌های پلاژیوکلاز \pm فلدسپار قلیایی در سنگ کمتر از ۱۲ درصد باشد، در حالی که تجزیه‌های مدال انجام شده نشان از آن دارد که کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی سهم بسیاری از حجم نمونه‌ها را در بر گرفته‌اند و بیوتیت در مقایسه با پلاژیوکلاز نسبت کمتری از حجم ماگما را اشغال کرده است. بنابراین منطقه‌بندی نوسانی Ba در فلدسپار قلیایی را نمی‌توان به فرایند تفریق بلوری نسبت داد. به باور بسیاری از پژوهشگران (Mehnert & Busch, 1981; Long & Luth, 1986; Vernon, 1986)، وجود سطوح انحلال و منطقه‌بندی ناگهانی Ba را نمی‌توان به فرایند ساده تفریق بلورین نسبت داد، بلکه این عوارض نشانه بروز آمیختگی ماگمایی با ماگمای مافیک است (Cox et al., 1996; Gagnevin et al., 2005). این پژوهشگران بر این باورند که تغییر در فراوانی عناصر کمیاب، بازتابی از تأثیر رشد حاصل از مذاب مافیک است.

Long & Luth (1986) باور دارند که تغییرات میزان آب در مذاب به صورت بالقوه می‌تواند منطقه‌بندی وارون Ba ایجاد کند. بنابراین کاهش Ba می‌تواند بر اثر ورود ماگمای آبدار ایجاد شود. این نظریه مورد تردید قرار دارد، چرا که روند پیچیده Ba در برابر Sr (شکل ۹) کمتر می‌تواند توسط فعالیت متغیر آب قابل توجیه باشد. بسیاری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در سنگ‌های اسیدی دارای درشت‌بلورهایی از کوارتز و فلدسپار هستند که از دید سنگ‌نگاری و ترکیب کانی‌شناسی، همانندی نزدیکی با بلورهای موجود در سنگ میزبان اسیدی دارند. بسیاری از پژوهشگران بر این باورند که این بلورها از ماگمای سازنده سنگ میزبان به درون مذاب مافیک سازنده آنکلاوها وارد شده‌اند چرا که گرانروی ماگمای سازنده آنکلاو پایین‌تر و یا دست بالا همانند گرانروی ماگمای سنگ اسیدی بوده است. وجود این درشت‌بلورها را می‌توان به عنوان یک دلیل کلیدی برای رخداد فرایند آمیختگی ماگمایی در نظر گرفت (Vernon, 1986 & 1990; Barbarin, 1990) چرا

فراوانی عناصر کمیاب مانند Sr، Ti، Ba، Mg و Fe می‌تواند ابزار ارزشمندی برای درک شرایط تبلور حاکم بر پلاژیوکلازها باشد. تغییرات دما، فشار و مقدار H_2O بر میزان آتوریت پلاژیوکلاز تأثیر بالقوه‌ای دارد ولی تغییرات زیادی در میزان Mg، Fe و Sr بلور ایجاد نمی‌کند؛ در حالی که تغییر ترکیب ماگما تأثیر فراوانی عناصر Mg، Fe و Sr پلاژیوکلاز به جای می‌گذارد (Ginibre et al., 2007).

با استفاده از میزان عناصر کمیاب در ساختار بلور پلاژیوکلاز، می‌توان میزان عناصر موجود در مذاب در حال تعادل با پلاژیوکلاز را در زمان تبلور برآورد کرد. ضریب جدایش عناصر کمیاب میان پلاژیوکلاز و مذاب به شیمی بلور (Blundy & Wood, 1991; Bindeman et al., 1998) و الگوی منطقه‌بندی عناصر کمیاب در پلاژیوکلاز بستگی دارد. (Blundy & Wood (1991) نشان دادند که مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده ضریب جدایش Ba و Sr در پلاژیوکلاز، میزان آتوریت بلور و تغییرات دماست، در حالی که تأثیر ترکیب عناصر اصلی مذاب (Blundy & Wood, 1991; Bindeman et al., 1998) و تغییرات فشار (Vander Auwera et al., 2000) تأثیر مهمی بر ضریب جدایش ندارد. ضریب جدایش استرانسیم و باریم از رابطه‌ای که توسط (Blundy & Wood (1991) ارائه شده است، به دست می‌آید.

$$RT \ln D_{Sr} = 26,800 - 26,700 X_{An}$$

$$RT \ln D_{Ba} = 10,200 - 38,200 X_{An}$$

دمای به دست آمده حاصل از دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز (سرجوقیان، ۱۳۸۶) بر حسب درجه کلونین در این رابطه قرار داده شده است (Pietranik et al., 2006). به باور (Blundy & Wood (1991) در طول تفریق ماگمایی مقادیر D_{Sr} و D_{Ba} (ضریب جدایش استرانسیم و باریم) در پلاژیوکلاز، با کاهش میزان آتوریت، افزایش می‌یابد.

چون Sr در پلاژیوکلاز به شدت سازگار است، تبلور پلاژیوکلاز در سامانه بسته سبب می‌شود که بیشترین Sr مذاب در هسته و کمترین آن در حاشیه بلور متمرکز شود، در حالی که در شرایط طبیعی به خاطر ناسازگاری Ba در شبکه ساختاری پلاژیوکلاز، میزان Ba در طول تبلور پلاژیوکلاز افزایش کمی را نشان می‌دهد (Smith et al., 2009). هرگاه میزان Sr مذاب در اثر آمیختگی شیمیایی با ماگمایی که دارای بیشتری است افزایش یابد، میزان Sr بلورهای پلاژیوکلاز در تعادل با مذاب نیز افزایش می‌یابد. در حالی که تغییرات در An به خاطر تغییرات آب، نمی‌تواند بر میزان Sr در مذاب تأثیر بگذارد (Blundy & Wood, 1991). بنابراین روند افزایشی میزان Sr و Ba مذاب در شکل ۶ تنها با روند تفریق پلاژیوکلاز همخوانی ندارد و بنابراین می‌توان آن را به تغییرات شیمیایی ماگمایی (آمیختگی ماگمایی) نسبت داد (Smith et al., 2009).

همان‌گونه که گفته شد، فراوانی عناصر اصلی توسط دما، فشار و میزان H_2O ماگما کنترل می‌شود. در حالی که فراوانی عناصر کمیاب بازتابی از غلظت این عناصر در مذاب و ضرایب جدایش میان بلور و مذاب است (Long & Luth, 1986). افزایش میزان Fe، Ti، An و Sr از مرکز به حاشیه اشاره‌ای بر آمیختگی با یک ماگمای کمتر تحول یافته دارد (Barbarin, 1990; Muller et al., 2005). همچنین به باور (Smith et al., 2009) افزایش ناگهانی تغییرات FeO و MgO دیده شده در برخی بلورها (شکل ۷) که با افزایش میزان An همراه است، بازتابی از هجوم ماگمای مافیک به درون اتاق ماگمایی است.

بنابراین نبود روند کاهشی عناصر Mg، Fe، Sr و An از مرکز به حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز با تحول مذاب در فرایند تفریق بلوری سازگاری ندارد. همچنین تغییر فراوانی آشکار عناصر کمیاب در پلاژیوکلاز را نمی‌توان به ضرایب جدایش متفاوت یا انتشار در بلور نسبت داد، بلکه این تغییرات بازتابی از تغییر فراوانی عناصر کمیاب در مذاب میزبان است.

نشان‌دهنده تغییرات شرایط فیزیکی شیمیایی ماگمایی مانند تغییرات فشار، دما، میزان آب و یا تغییرات شیمی ماگما باشد. تغییرات دمایی، فشار و مقدار H_2O بر میزان انورتیت تأثیر بالقوه‌ای دارد ولی به تغییرات کمی در Sr، Fe، Mg، Ba می‌انجامد. از آنجا که تغییرات قابل توجهی در فراوانی نسبی عناصر کمیاب در بلورهای دارای منطقه‌بندی پلاژیوکلاز ثبت شده است، می‌توان چنین نتیجه گرفت که فرایند تغییر ترکیب ماگما توانسته است افزون بر ایجاد تغییرات در فراوانی عناصر اصلی، موجب تأثیر بر عناصر کمیاب Sr، Ba، Fe، Mg، Sr نیز شود. نمایش الگوی سامان‌مند عناصر اصلی و فرعی در بلور فلدسپار از مرکز به حاشیه، نشان‌دهنده روند‌های نوسانی در الگوهای یادشده است و همگی بر نقش مؤثر آمیختگی ماگمایی در شکل‌گیری توده نفوذی مورد مطالعه تأکید دارند.

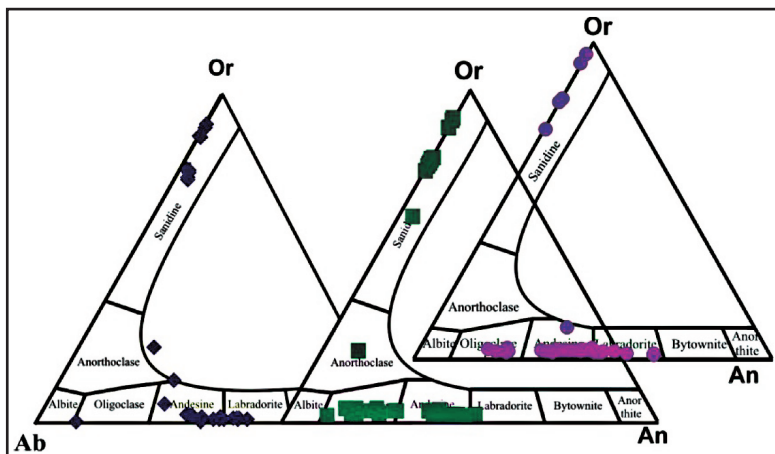
سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از طرح پژوهشی "ماهیت پلوتونسم کوه دم (شمال خاور اردستان)، سرگذشت زمین‌شناسی و تحولات ماگمایی آن" است که با استفاده از امکانات پژوهشی دانشگاه تهران و دانشگاه پیام‌نور اصفهان انجام شده است. بنابراین بدین وسیله از حوزه معاونت‌های پژوهشی این دو دانشگاه سپاسگزاری می‌شود.

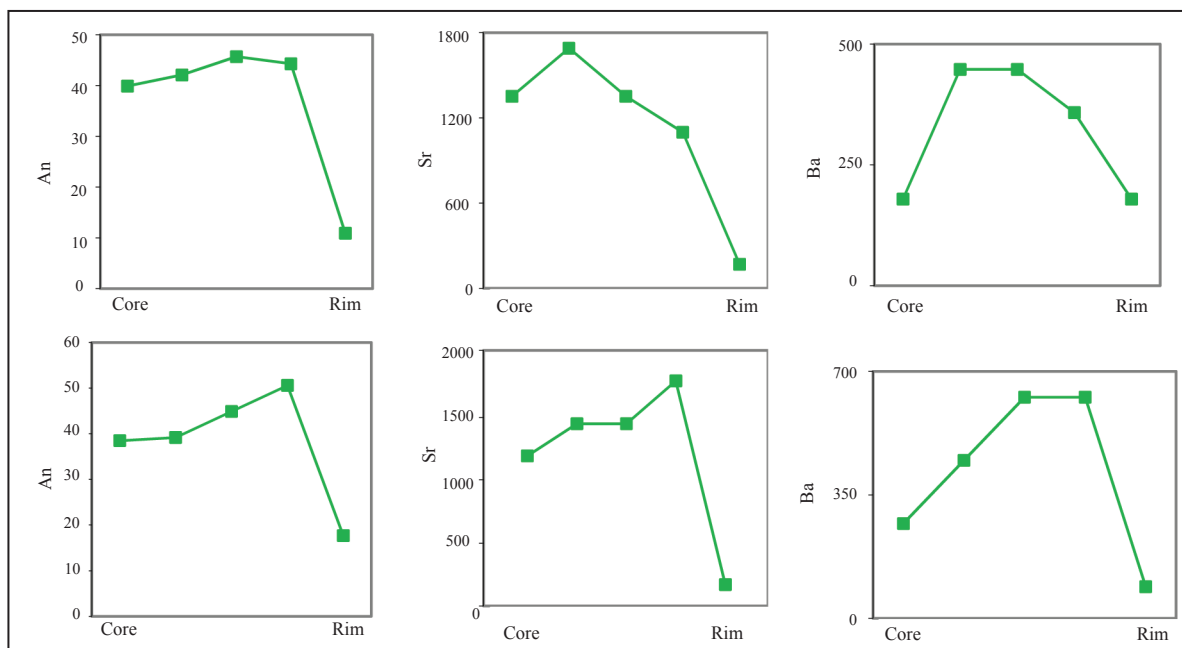
که این بلورها ویژگی‌های غیر تعادلی مانند انحلال و منطقه‌بندی نوسانی را در خود ثبت کرده‌اند (Vernon, 1986; Barbarin, 1990; Waight et al., 2000). از سوی دیگر درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی لکه‌ای (Patchy Zone) هستند. این منطقه‌بندی هنگامی شکل می‌گیرد که بلور در مذابی غنی از انورتیت غوطه‌ور شود (Hammouda & Pichavant, 2000; Nakamura & Shimakita, 1998). در اثر این پدیده میزان انورتیت در بخش‌هایی از بلور حدود ۱۰ مول درصد افزایش می‌یابد و همچنین میزان Sr افزایش قابل توجهی را نشان می‌دهد (Muller et al., 2005). بنابراین افزایش ناگهانی Sr و An در بخش‌هایی از بلورهای پلاژیوکلاز می‌تواند مرتبط با ورود یک مذاب مافیک‌تر به مخزن ماگمایی و نشانگر پدیده آمیختگی ماگمایی باشد.

۶- نتیجه‌گیری

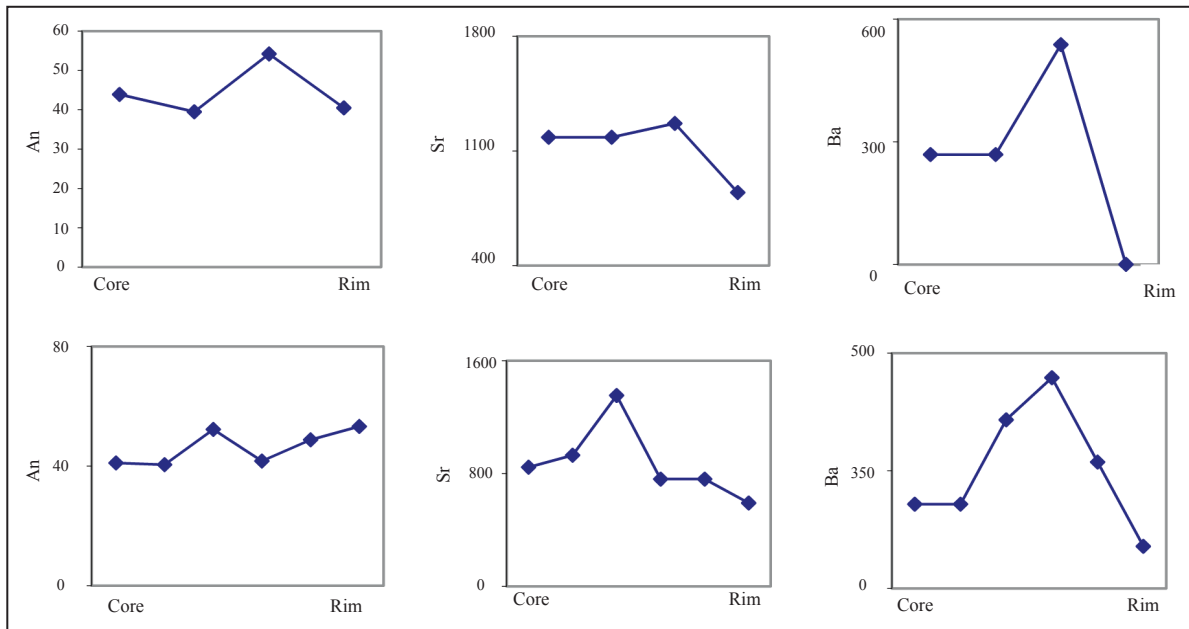
بلورهای فلدسپار اصلی‌ترین کانی‌های سازنده توده نفوذی کوه دم به‌شمار می‌روند. نتایج تجزیه میکروپروپ پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی طیف ترکیبی میان اواخر آلپیت (An:9) در حاشیه تا اوایل لابرادوریت (An: 50) در مرکز را نشان می‌دهد. ترکیب پلاژیوکلاز در سنگ‌های حدواسط-بازی از آندزین (An: 30) در حاشیه تا لابرادوریت (An: 56) در مرکز و در آنکلاوها از الیگوکلاز (An: 19) تا اواخر لابرادوریت (An: 66) تغییر می‌کند. منطقه‌بندی نوسانی پلاژیوکلاز می‌تواند



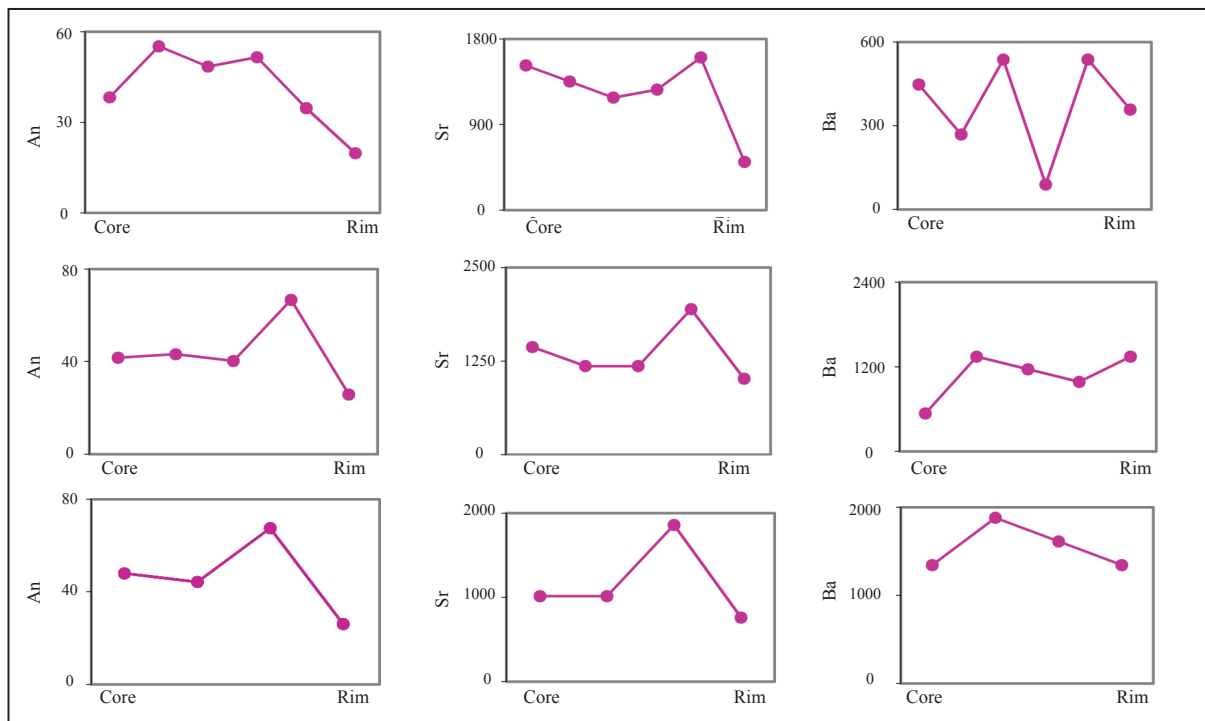
شکل ۱- رده‌بندی فلدسپارهای موجود در توده نفوذی کوه دم (Deer et al., 1991). نشانه لوزی نماینده سنگ‌های حدواسط-بازی، مربع نشان‌دهنده سنگ‌های اسیدی و دایره آنکلاوا است.



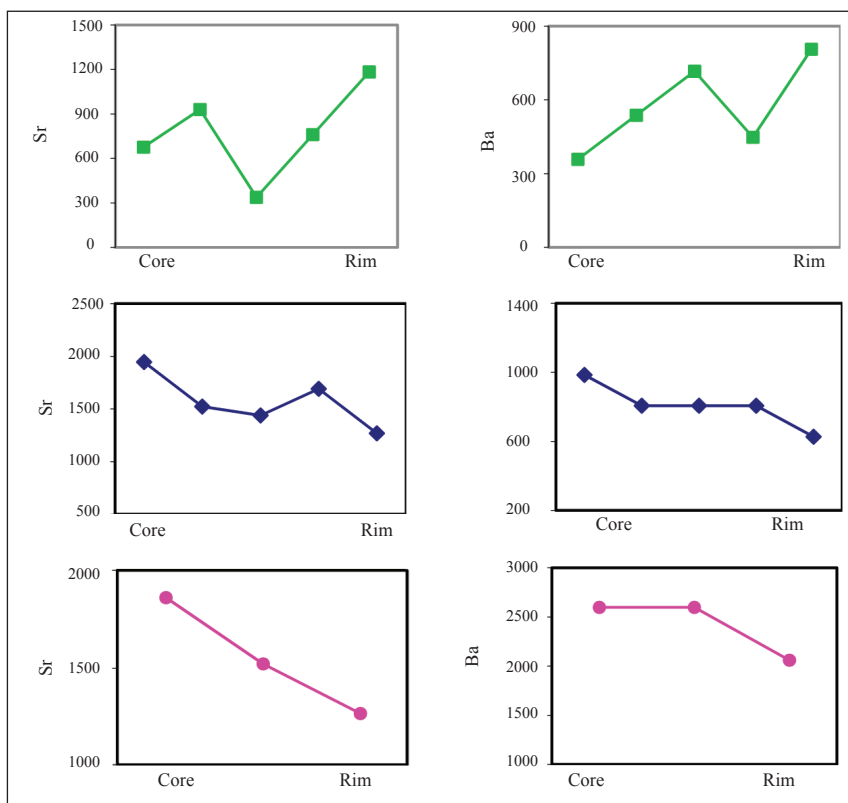
شکل ۲- الگوی تغییرات میزان انورتیت و عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی اسیدی.



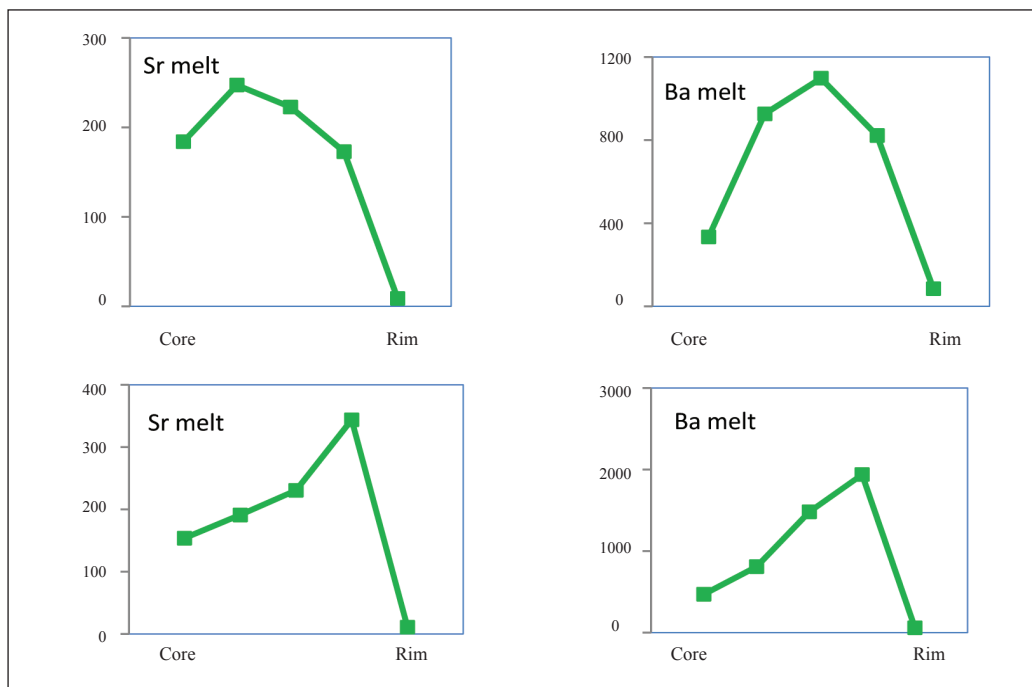
شکل ۳- الگوی تغییرات میزان آنورتیت و عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی حدواسط- بازی.



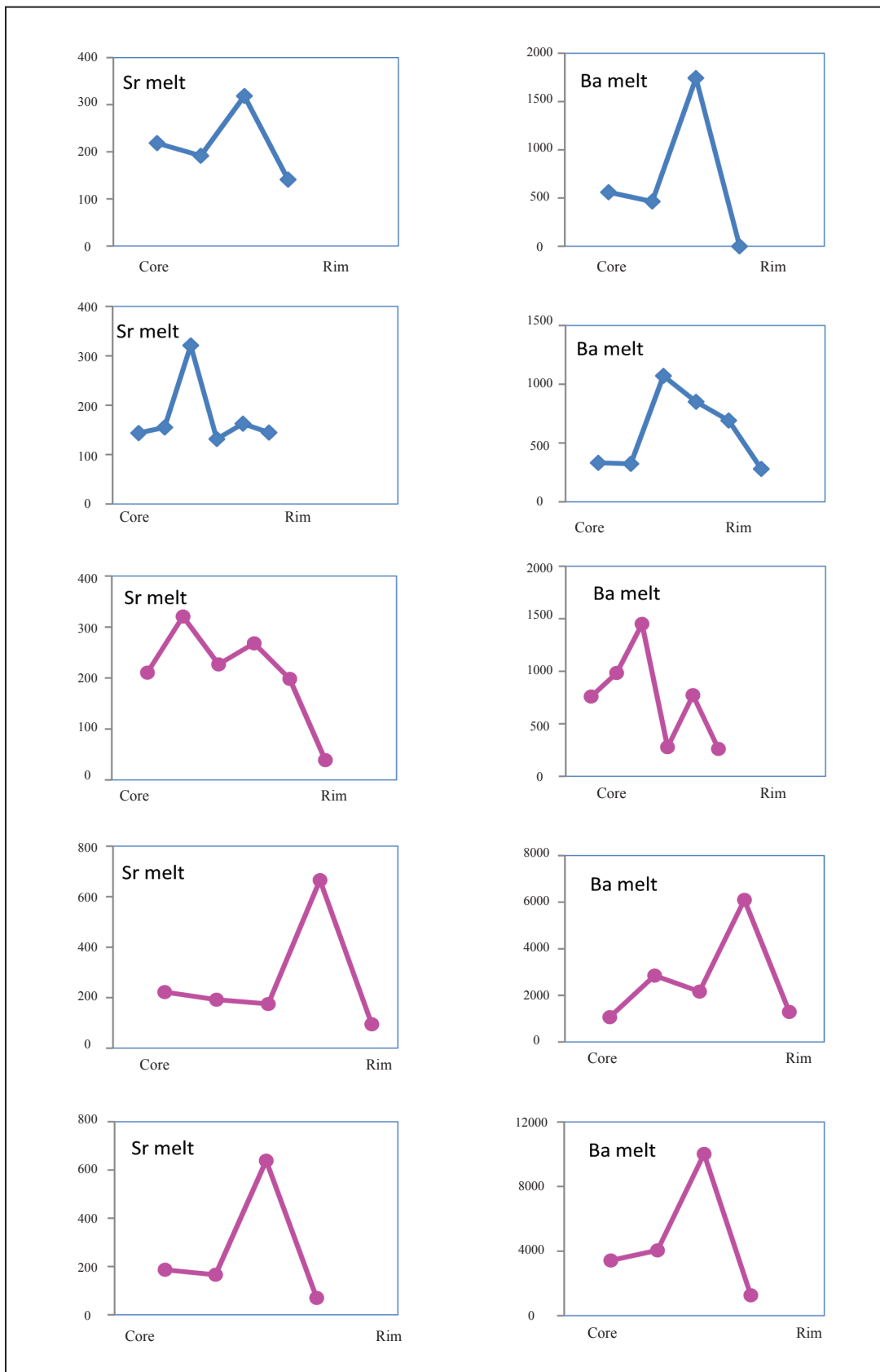
شکل ۴- الگوی تغییرات میزان آنورتیت و عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به حاشیه پلاژیوکلاز در آنکلاوها.



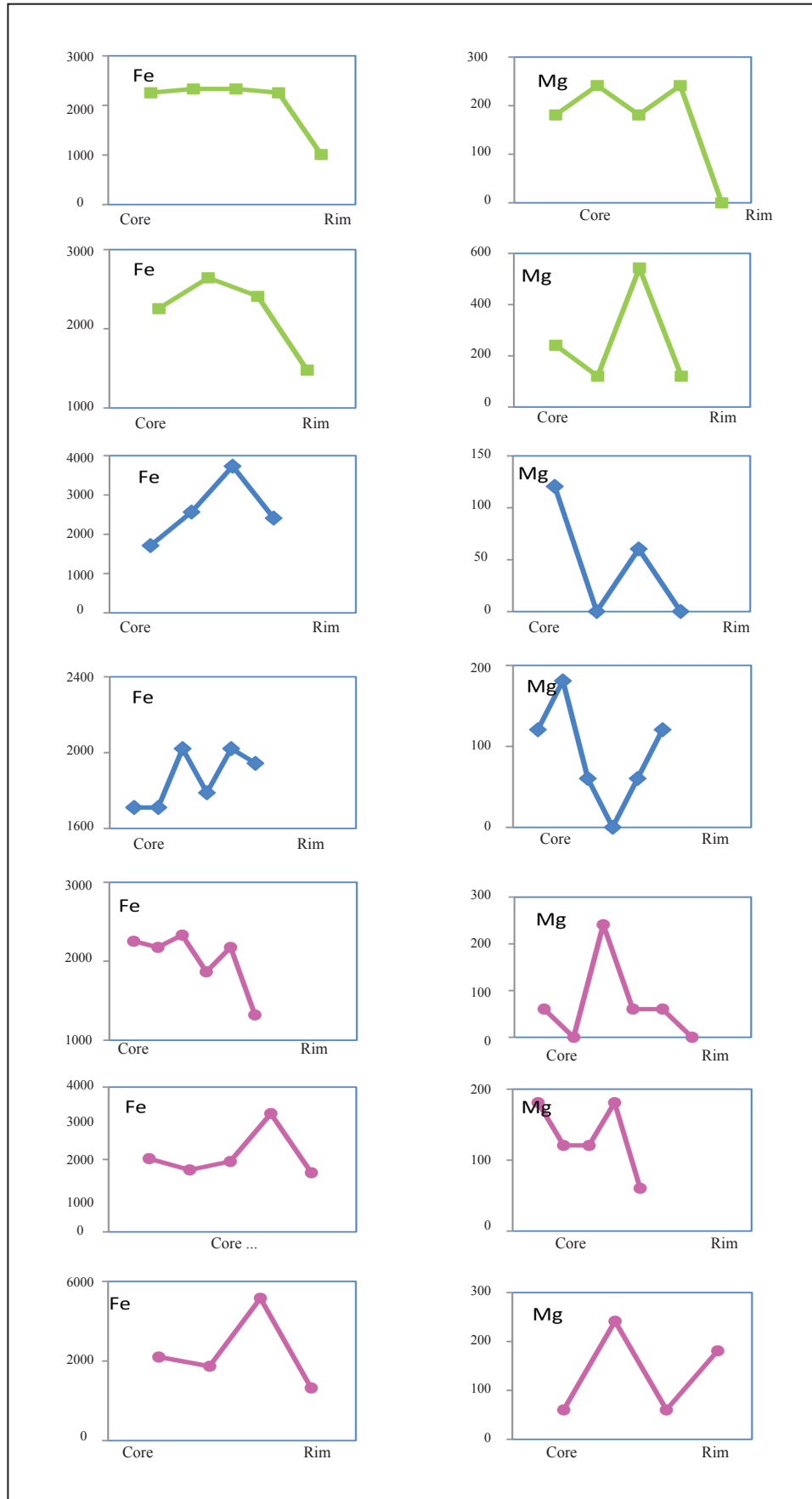
شکل ۵- چگونگی تغییرات عناصر Sr و Ba از مرکز به حاشیه فلدسپار قلیایی در سنگ‌های نفوذی اسیدی، حدواسط- بازی و آنکلاو. نشانه‌ها همانند شکل ۱ است.



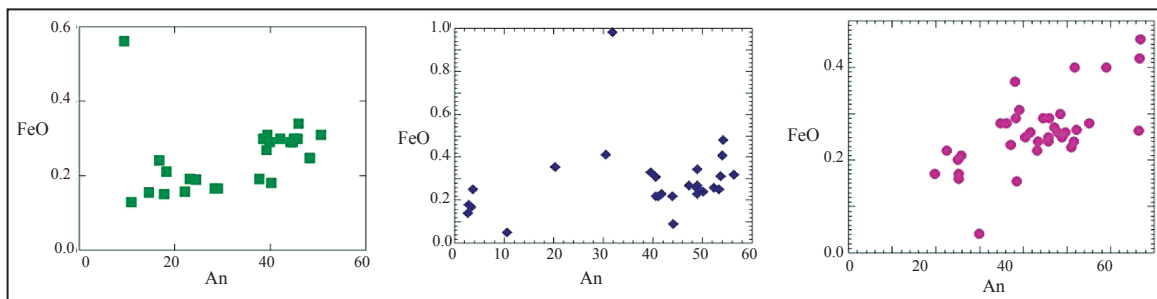
شکل ۶- الگوی سامان‌مند میزان Sr و Ba موجود در مذاب از مرکز به حاشیه در پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی اسیدی، حدواسط- بازی و آنکلاو. نشانه‌ها همانند شکل ۱ است.



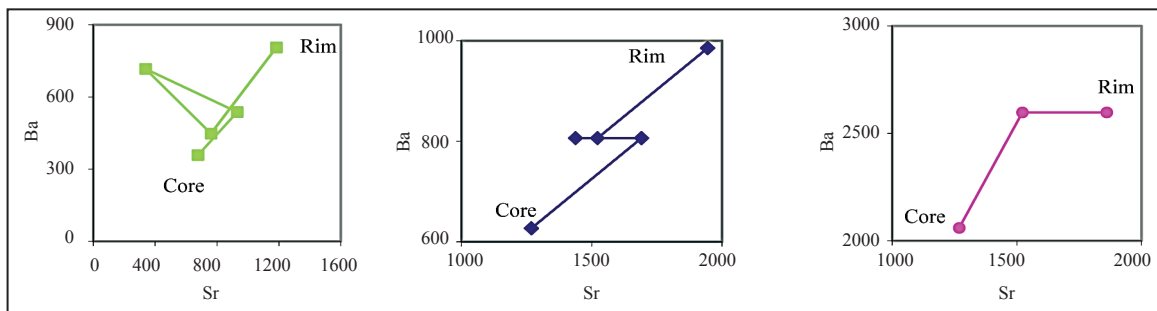
ادامه شکل ۶



شکل ۷- الگوی سامان‌مند عناصر Fe و Mg از مرکز به حاشیه در پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی اسیدی، حد واسط-بازی و آنکلاو. نشانه‌ها همانند شکل ۱ است.



شکل ۸- سیر صعودی میزان آنورتیت در برابر FeO بیانگر فرایند آمیختگی ماگمایی در توده نفوذی مورد مطالعه است. نشانه‌ها همانند شکل ۱ است.



شکل ۹- نمودار تغییرات عناصر Ba در برابر Sr در فلدسپارهای قلیایی توده نفوذی اسیدی، حدواسط- بازی و آنکلاو. نشانه‌ها همانند شکل ۱ است.

جدول ۱- نتایج تجزیه میکروپروپ پلاژیو کلازاها در سنگ‌های اسیدی، حد واسط- بازی و آنکلاوها.

| Sample | 283-1-1 | 283-1-2 | F115-1-1 | F115-1-2 | F115-1-3 | F115-1-4 | F115-1-5 | F115-2-1 | F115-2-2 | F115-2-3 | F115-2-4 | F115-2-5 | F115-2-6 | F115-2-7 |
|--------------------------------|---------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Location | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra |
| SiO ₂ | 67.16 | 68.9 | 58.37 | 57.43 | 55.91 | 57.3 | 69.48 | 64.13 | 64.78 | 58.72 | 59.08 | 57.26 | 55.47 | 63.87 |
| TiO ₂ | 0 | 0.02 | 0 | 0.01 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0 |
| Al ₂ O ₃ | 19.9 | 18.73 | 25.57 | 25.96 | 25.75 | 26.36 | 18.23 | 22.31 | 22.28 | 25.68 | 25.61 | 26.83 | 27.69 | 22.29 |
| FeO | 0.11 | 0.34 | 0.29 | 0.3 | 0.3 | 0.29 | 0.13 | 0.24 | 0.21 | 0.3 | 0.27 | 0.3 | 0.31 | 0.15 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0 | 0 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.01 |
| BaO | 0.02 | 0.05 | 0.02 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0 | 0.03 | 0.05 | 0.07 | 0.07 | 0.01 |
| CaO | 0.29 | 0.2 | 8.06 | 8.51 | 8.95 | 8.9 | 1.95 | 3.53 | 3.81 | 7.89 | 8.07 | 9.21 | 10.45 | 3.63 |
| Na ₂ O | 10.91 | 10.1 | 6.5 | 6.26 | 5.67 | 5.97 | 8.67 | 9.35 | 9.16 | 6.63 | 6.64 | 6.02 | 5.38 | 8.91 |
| K ₂ O | 0.52 | 0.16 | 0.33 | 0.33 | 0.32 | 0.34 | 0.25 | 0.46 | 0.36 | 0.51 | 0.42 | 0.36 | 0.39 | 0.66 |
| SrO | * | * | 0.16 | 0.2 | 0.16 | 0.13 | 0.02 | 0.05 | 0.01 | 0.14 | 0.17 | 0.17 | 0.21 | 0.02 |
| Si | 11.88 | 12.15 | 10.53 | 10.41 | 10.34 | 10.35 | 12.22 | 11.33 | 11.37 | 10.53 | 10.56 | 10.28 | 10.03 | 11.34 |
| Al | 4.15 | 3.89 | 5.43 | 5.54 | 5.61 | 5.61 | 3.78 | 4.64 | 4.61 | 5.43 | 5.39 | 5.67 | 5.90 | 4.66 |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Fe ₂ | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.02 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Ba | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Ca | 0.06 | 0.04 | 1.56 | 1.65 | 1.77 | 1.72 | 0.37 | 0.67 | 0.72 | 1.52 | 1.55 | 1.77 | 2.03 | 0.69 |
| Na | 3.74 | 3.45 | 2.27 | 2.20 | 2.03 | 2.09 | 2.96 | 3.20 | 3.12 | 2.31 | 2.30 | 2.10 | 1.89 | 3.07 |
| K | 0.12 | 0.04 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.06 | 0.10 | 0.08 | 0.12 | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 0.15 |
| Ab | 95.6 | 97.9 | 58.2 | 56 | 52.4 | 53.7 | 87.5 | 80.6 | 79.6 | 58.5 | 58.4 | 53.1 | 47.2 | 78.5 |
| An | 1.4 | 1.1 | 39.9 | 42.1 | 45.7 | 44.3 | 10.9 | 16.8 | 18.3 | 38.5 | 39.2 | 44.9 | 50.6 | 17.7 |
| Or | 3 | 1 | 1.9 | 1.9 | 2 | 2 | 1.7 | 2.6 | 2.1 | 3 | 2.4 | 2.1 | 2.2 | 3.8 |

ادامه جدول ۱

| Sample | S56-1-1 | S56-1-2 | S56-1-3 | S56-1-4 | S56-1-5 | S56-1-6 | S56-2-1 | S56-2-2 | S56-2-3 | S56-2-4 | S56-2-5 | S56-2-6 | S56-2-7 | S56-2-8 |
|----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Location | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc |
| SiO2 | 57.55 | 54 | 55.62 | 55.13 | 59.84 | 63.39 | 55.97 | 53.03 | 62.08 | 56.99 | 56.29 | 55.98 | 55.88 | 59.41 |
| TiO2 | 0.13 | 0 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0 | 0.01 | 0.04 |
| Al2O3 | 25.63 | 28.44 | 28 | 28 | 25.16 | 22.94 | 27.6 | 29.34 | 23.63 | 27.24 | 27.53 | 27.25 | 27.38 | 25.02 |
| FeO | 0.29 | 0.28 | 0.3 | 0.24 | 0.28 | 0.17 | 0.25 | 0.4 | 0.2 | 0.29 | 0.26 | 0.26 | 0.4 | 0.28 |
| MnO | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0.02 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 0.01 | 0 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0 | 0.01 | 0.01 | 0 | 0.02 | 0.01 | 0 | 0.01 | 0.01 |
| BaO | 0.05 | 0.03 | 0.06 | 0.01 | 0.06 | 0.04 | 0.07 | 0.03 | 0.03 | 0.11 | 0.13 | 0.05 | 0.16 | 0.08 |
| CaO | 8.09 | 11.41 | 10.07 | 10.53 | 7.29 | 4.21 | 10.1 | 12.13 | 5.25 | 9.23 | 9.81 | 10.47 | 10.5 | 7.36 |
| Na2O | 6.1 | 4.94 | 5.59 | 5.32 | 7.34 | 9.1 | 5.6 | 4.53 | 8.35 | 6.07 | 5.67 | 5.69 | 5.24 | 6.99 |
| K2O | 1.65 | 0.28 | 0.47 | 0.21 | 0.38 | 0.47 | 0.37 | 0.16 | 0.5 | 0.39 | 0.32 | 0.24 | 0.22 | 0.29 |
| SrO | 0.18 | 0.16 | 0.14 | 0.15 | 0.19 | 0.06 | 0.17 | 0.25 | 0.15 | 0.15 | 0.1 | 0.21 | 0.21 | 0.13 |
| Si | 10.43 | 9.83 | 10.02 | 9.99 | 10.66 | 11.20 | 10.09 | 9.65 | 11.03 | 10.22 | 10.13 | 10.11 | 10.10 | 10.67 |
| Al | 5.47 | 6.10 | 5.94 | 5.98 | 5.28 | 4.77 | 5.86 | 6.29 | 4.94 | 5.75 | 5.84 | 5.79 | 5.83 | 5.29 |
| Ti | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Fe2 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.04 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ba | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| Ca | 1.57 | 2.23 | 1.94 | 2.04 | 1.39 | 0.80 | 1.95 | 2.37 | 1.00 | 1.77 | 1.89 | 2.03 | 2.03 | 1.42 |
| Na | 2.14 | 1.74 | 1.95 | 1.87 | 2.54 | 3.12 | 1.96 | 1.60 | 2.88 | 2.11 | 1.98 | 1.99 | 1.84 | 2.43 |
| K | 0.38 | 0.07 | 0.11 | 0.05 | 0.09 | 0.11 | 0.09 | 0.04 | 0.11 | 0.09 | 0.07 | 0.06 | 0.05 | 0.07 |
| Ab | 52.3 | 43.2 | 48.8 | 47.2 | 63.2 | 77.5 | 49 | 40 | 72.1 | 53.1 | 50.2 | 48.9 | 46.8 | 62.1 |
| An | 38.3 | 55.2 | 48.5 | 51.6 | 34.7 | 19.8 | 48.8 | 59.1 | 25.1 | 44.6 | 48 | 49.7 | 51.9 | 36.2 |
| Or | 9.3 | 1.6 | 2.7 | 1.2 | 2.1 | 2.6 | 2.1 | 0.9 | 2.8 | 2.2 | 1.9 | 1.4 | 1.3 | 1.7 |

| Sample | S56-3-1 | S56-3-2 | S56-3-3 | S56-3-4 | S56-3-5 | S56-4-1 | S56-4-2 | S56-5-1 | S56-5-2 | S56-5-3 | S56-5-4 | S56-5-5 | S56-5-6 | S56-5-7 |
|----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Location | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc | enc |
| SiO2 | 57.21 | 57.06 | 57.85 | 50.94 | 61.61 | 68.06 | 62.48 | 56.11 | 57.1 | 51.09 | 61.5 | 56.47 | 56.61 | 56.42 |
| TiO2 | 0.04 | 0.01 | 0 | 0.04 | 0 | 0.04 | 0.01 | 0 | 0 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Al2O3 | 26.81 | 26.82 | 26.46 | 30.79 | 24.02 | 20.7 | 23.4 | 27.47 | 27.04 | 30.62 | 23.9 | 27.33 | 27.48 | 27.44 |
| FeO | 0.26 | 0.22 | 0.25 | 0.42 | 0.21 | 0.16 | 0.22 | 0.27 | 0.24 | 0.46 | 0.17 | 0.24 | 0.29 | 0.25 |
| MnO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0 | 0.02 | 0 | 0.02 | 0.02 | 0 | 0.01 | 0.01 | 0 |
| MgO | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.03 |
| BaO | 0.06 | 0.15 | 0.13 | 0.11 | 0.15 | 0.13 | 0.14 | 0.15 | 0.21 | 0.18 | 0.15 | 0.17 | 0.15 | 0.14 |
| CaO | 8.72 | 8.93 | 8.31 | 13.55 | 5.42 | 4.63 | 4.77 | 9.7 | 9.01 | 13.6 | 5.3 | 9.4 | 9.52 | 9.49 |
| Na2O | 6.5 | 6.25 | 6.56 | 3.66 | 8.42 | 7.41 | 8.92 | 5.76 | 6.21 | 3.65 | 8.38 | 5.9 | 6.02 | 5.94 |
| K2O | 0.36 | 0.34 | 0.35 | 0.12 | 0.28 | 0.21 | 0.31 | 0.37 | 0.39 | 0.13 | 0.4 | 0.41 | 0.28 | 0.39 |
| SrO | 0.17 | 0.14 | 0.14 | 0.23 | 0.12 | 0.06 | 0.06 | 0.12 | 0.12 | 0.22 | 0.09 | 0.14 | 0.15 | 0.18 |
| Si | 10.28 | 10.28 | 10.39 | 9.32 | 10.95 | 11.76 | 11.07 | 10.13 | 10.25 | 9.34 | 10.96 | 10.17 | 10.15 | 10.15 |
| Al | 5.68 | 5.69 | 5.59 | 6.63 | 5.03 | 4.21 | 4.88 | 5.84 | 5.72 | 6.59 | 5.01 | 5.80 | 5.81 | 5.81 |
| Ti | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe2 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.07 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Ba | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Ca | 1.68 | 1.72 | 1.60 | 2.66 | 1.03 | 0.86 | 0.91 | 1.88 | 1.73 | 2.66 | 1.01 | 1.81 | 1.83 | 1.83 |
| Na | 2.27 | 2.18 | 2.28 | 1.30 | 2.90 | 2.48 | 3.07 | 2.02 | 2.16 | 1.29 | 2.90 | 2.06 | 2.09 | 2.07 |
| K | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.03 | 0.06 | 0.05 | 0.07 | 0.09 | 0.09 | 0.03 | 0.09 | 0.09 | 0.06 | 0.09 |
| Ab | 56.2 | 54.8 | 57.6 | 32.6 | 72.6 | 73.3 | 75.8 | 50.7 | 54.3 | 32.4 | 72.4 | 51.9 | 52.5 | 51.9 |
| An | 41.7 | 43.2 | 40.3 | 66.7 | 25.8 | 25.3 | 22.4 | 47.2 | 43.5 | 66.8 | 25.3 | 45.7 | 45.9 | 45.8 |
| Or | 2.1 | 2 | 2 | 0.7 | 1.6 | 1.4 | 1.7 | 2.1 | 2.2 | 0.8 | 2.3 | 2.4 | 1.6 | 2.3 |

جدول ۲- نتایج تجزیه میکروپروپ فلدسپارهای قلیایی در سنگ‌های اسیدی، حدواسط- بازی و آنکلاوها.

| Sample | F115-2-10 | F115-2-11 | F115-2-12 | F115-2-8 | F115-2-9 | f48-1c | f48-1r | f48-1r2 | f48-3c | f48-3r | f5 | f5-3 | f5-4 | f5.r |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------|----------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Location | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra | gra |
| SiO ₂ | 66.15 | 66.35 | 65.96 | 66.19 | 66.3 | 64.123 | 63.723 | 64.734 | 64.46 | 65.062 | 64.961 | 65.255 | 64.333 | 65.178 |
| TiO ₂ | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0.01 | 0.05 | 0.048 | 0.002 | 0.012 | 0 | 0.002 | 0 | 0 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 18.46 | 18.39 | 18.32 | 18.88 | 18.28 | 18.569 | 18.495 | 19.362 | 18.296 | 18.35 | 18.377 | 18.862 | 18.463 | 18.493 |
| FeO | 0.08 | 0.11 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.142 | 0.11 | 0.109 | 0.107 | 0.081 | 0.04 | 0.006 | 0.117 | 0.054 |
| MnO | 0 | 0 | 0.03 | 0.01 | 0 | 0.039 | 0 | 0.021 | 0.003 | 0.029 | 0.031 | 0 | 0.018 | 0 |
| MgO | 0 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| BaO | 0.08 | 0.05 | 0.09 | 0.04 | 0.06 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 0.1 | 0.07 | 0.1 | 0.11 | 0.05 | 0.091 | 0.144 | 0.867 | 0.062 | 0.099 | 0.049 | 0.125 | 0.04 | 0.094 |
| Na ₂ O | 2.42 | 2.32 | 2.37 | 2.53 | 2.27 | 2.757 | 2.562 | 4.234 | 1.501 | 2.659 | 1.131 | 3.055 | 1.225 | 1.467 |
| K ₂ O | 12.97 | 13.19 | 13.15 | 13.07 | 13.26 | 15.075 | 15.486 | 11.613 | 17.993 | 15.638 | 18.557 | 14.668 | 18.247 | 17.768 |
| SrO | 0.04 | 0.09 | 0.14 | 0.08 | 0.11 | * | * | * | * | * | * | * | * | * |
| Si | 12.04 | 12.06 | 12.04 | 11.98 | 12.07 | 11.81 | 11.80 | 11.75 | 11.83 | 11.88 | 11.85 | 11.84 | 11.81 | 11.85 |
| Al | 3.96 | 3.94 | 3.94 | 4.02 | 3.92 | 4.03 | 4.03 | 4.14 | 3.95 | 3.94 | 3.95 | 4.03 | 3.99 | 3.96 |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ₂ | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ba | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ca | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.17 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| Na | 0.85 | 0.82 | 0.84 | 0.89 | 0.80 | 0.99 | 0.92 | 1.49 | 0.53 | 0.94 | 0.40 | 1.08 | 0.44 | 0.52 |
| K | 3.01 | 3.06 | 3.06 | 3.02 | 3.08 | 3.54 | 3.66 | 2.69 | 4.21 | 3.64 | 4.32 | 3.40 | 4.27 | 4.12 |
| Ab | 22 | 21 | 21.4 | 22.6 | 20.6 | 21.7 | 20 | 34.3 | 11.2 | 20.5 | 8.5 | 23.9 | 9.2 | 11.1 |
| An | 0.5 | 0.4 | 0.5 | 0.5 | 0.3 | 0.4 | 0.6 | 3.9 | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 0.5 | 0.2 | 0.4 |
| Or | 77.5 | 78.6 | 78.1 | 76.9 | 79.2 | 77.9 | 79.4 | 61.9 | 88.5 | 79.1 | 91.3 | 75.6 | 90.6 | 88.5 |

| Sample | f121-4c | f121-4r | f121-5 | S52-5-1 | S52-7-1 | S52-7-2 | S52-7-3 | S52-7-4 | S52-7-5 | f6b2 | f6s5 | S56-5-8 | S56-5-9 | S56-5-10 |
|--------------------------------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|---------|---------|----------|
| Location | dio | dio | dio | dio | dio | dio | dio | dio | dio | enc | enc | enc | enc | enc |
| SiO ₂ | 64.364 | 64.06 | 64.18 | 64.78 | 65.05 | 64.75 | 65.07 | 64.99 | 64.94 | 64.097 | 63.36 | 65.63 | 65.28 | 65.43 |
| TiO ₂ | 0.027 | 0.064 | 0.017 | 0.09 | 0.08 | 0.09 | 0.12 | 0.07 | 0.02 | 0 | 0 | 0.02 | 0.02 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 18.386 | 18.395 | 18.105 | 18.85 | 19.06 | 18.76 | 18.89 | 18.92 | 18.65 | 18.696 | 18.698 | 18.87 | 18.64 | 18.47 |
| FeO | 0.099 | 0.08 | 0.148 | 0.08 | 0.25 | 0.17 | 0.18 | 0.14 | 0.05 | 0.091 | 0.008 | 0.12 | 0.1 | 0.08 |
| MnO | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0.002 | 0.013 | 0 | 0 | 0.01 |
| MgO | 0 | 0 | 0 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0 | 0.005 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| BaO | 0 | 0 | 0 | 0.14 | 0.11 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.07 | 0.426 | 0.158 | 0.29 | 0.29 | 0.23 |
| CaO | 0.053 | 0.076 | 0.056 | 0.35 | 0.72 | 0.66 | 0.58 | 0.52 | 0.11 | 0.013 | 0.003 | 0.16 | 0.11 | 0.07 |
| Na ₂ O | 1.063 | 1.131 | 1.51 | 2.22 | 2.39 | 2.31 | 2.22 | 2.17 | 1.25 | 0.756 | 0.408 | 3.01 | 1.94 | 2.19 |
| K ₂ O | 18.032 | 17.487 | 17.667 | 12.97 | 12.54 | 12.56 | 12.88 | 13.08 | 14.53 | 15.776 | 16.22 | 12.29 | 13.84 | 14.32 |
| SrO | * | * | * | 0.24 | 0.23 | 0.18 | 0.17 | 0.2 | 0.15 | * | * | 0.22 | 0.18 | 0.15 |
| Si | 11.84 | 11.84 | 11.85 | 11.91 | 11.88 | 11.91 | 11.90 | 11.90 | 11.97 | 11.90 | 11.88 | 11.95 | 11.97 | 11.96 |
| Al | 3.98 | 4.00 | 3.94 | 4.08 | 4.10 | 4.06 | 4.07 | 4.08 | 4.05 | 4.09 | 4.13 | 4.05 | 4.02 | 3.98 |
| Ti | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ₂ | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.01 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Ba | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.02 |
| Ca | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.07 | 0.14 | 0.13 | 0.11 | 0.10 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.01 |
| Na | 0.38 | 0.41 | 0.54 | 0.79 | 0.85 | 0.82 | 0.79 | 0.77 | 0.45 | 0.27 | 0.15 | 1.06 | 0.69 | 0.78 |
| K | 4.23 | 4.12 | 4.16 | 3.04 | 2.92 | 2.95 | 3.01 | 3.06 | 3.42 | 3.74 | 3.88 | 2.85 | 3.24 | 3.34 |
| Ab | 8.2 | 8.9 | 11.5 | 20.3 | 21.7 | 21.1 | 20.1 | 19.6 | 11.5 | 6.8 | 3.7 | 26.9 | 17.5 | 18.8 |
| An | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 1.8 | 3.6 | 3.3 | 2.9 | 2.6 | 0.6 | 0.1 | 0 | 0.8 | 0.6 | 0.3 |
| Or | 91.6 | 90.8 | 88.3 | 77.9 | 74.7 | 75.5 | 76.9 | 77.8 | 87.9 | 93.1 | 96.3 | 72.3 | 82 | 80.9 |

سرجوقیان، ف.، ۱۳۸۶- پترولوژی و ژئوشیمی توده نفودی کوه دم (شمال اردستان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۸ صفحه.

References

- Barbarin, B., 1990- Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California, *Journal of Geophysical Research*, 95: 17.747–17.756.
- Baschek, G. & Johannes, W., 1995- The estimation of NaSi–CaAl interdiffusion rates in peristerite by homogenization experiments, *European Journal of Mineralogy*, 7: 295–307.
- Bindeman, I. N., Davis, A. M. & Drake, M. J., 1998- Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 1175–1193.
- Blundy, J. D. & Shimizu, N., 1991- Trace element evidence for plagioclase recycling in calc-alkaline magmas, *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 178–197.
- Blundy, J. D. & Wood, B. J., 1991- Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 193–209.
- Brophy, J. G., Dorais, M. J., Donnelly-Nolan, J. & Singer, B. S., 1996- Plagioclase zonation styles in hornblende gabbro inclusions from Little Glass Mountain, Medicine Lake volcano, California: implications for fractionation mechanisms and the formation of composition gaps, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 121–136.
- Cherniak, D. J., 2002- Ba diffusion in feldspar, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 1641–1650.
- Cherniak, D. J., 2003- REE diffusion in feldspar, *Chemical Geology*, 193: 25–41.
- Cox, R. A., Dempster, T. J., Bell, B. R. & Rogers, G., 1996- Crystallisation of the Shap Granite: evidence from zoned Kfeldspar megacrysts, *Journal of the Geological Society, London*, 153: 625–635.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1991- An introduction to the Rock forming minerals. 17th, Longman, Ltd, 696 p.
- Gagnevin, D., Daly, J. S., Poli, G. & Morgan, D., 2005- Microchemical and Sr isotopic investigation of zoned K-feldspar megacrysts: insights into the petrogenesis of a granitic system and disequilibrium crystal growth, *Journal of Petrology*, 46: 1689–1724.
- Giletti, B. J. & Casserly, J. E. D., 1994- Strontium diffusion kinetics in plagioclase feldspars, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 58: 3785–3793.
- Ginibre, C., Kronz, A. & Worner, G., 2002- Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 300–315.
- Ginibre, C., Wörner, G. & Kronz, A., 2007- Crystal zoning as an archive for magma evaluation, *Elements*, 3: 261–266.
- Grove, T. L., Baker, M. B. & Kinzler, R. J., 1984- Coupled CaAl–NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2113–2121.
- Hammouda, T. & Pichavant, M., 2000- Melting of fluorophlogopite-plagioclase pairs at 1 atmosphere, *European Journal of Mineralogy*, 12: 315–328.
- Housh, T. B. & Luhr, J. F., 1991- Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist*, 76: 477–492.
- Icenhower, J. & London, D., 1995- An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H₂O), *American Mineralogist*, 80: 1229–1251.
- Icenhower, J. & London, D., 1996- Element partitioning of Rb, Cs, Sr and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt, *American Mineralogist*, 81: 719–734.
- Long, P. E. & Luth, W. C., 1986- Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: implication of a partitioning model for barium, *American Mineralogist*, 71: 367–375.
- Longhi, J., Fram, M. S., Vander Auwera, J. & Montieth, J. N., 1993- Pressure effects, kinetics, and rheology of anorthositic and related magmas, *American Mineralogist*, 78:1016–1030.
- Longhi, J., Walker, D. & Hays, J. F., 1976- Fe and Mg in Plagioclase. *Proc. 7th Lunar. Sci. Conf.*, 1281–1300.
- Loomis, T. P. & Welber, P.W., 1982- Crystallization processes in the Rocky Hill Granodiorite Pluton, California: An interpretation based on compositional zoning of plagioclase, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81: 230–239.
- Mehnert, K. R. & Busch, W., 1981- The Ba content of K-feldspar megacrysts in granite: a criterion for their formation, *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 140: 221–252.
- Muller, A., Breiter, K., Seltmann, R. & Pecsckay, Z., 2005- Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing, *Lithos*, 80: 201–227.
- Nakamura, M. & Shimakita, S., 1998- Dissolution origin and synentrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase, *Earth and Planetary Science Letters*, 161: 119–133.

- Nelson, S. T. & Montana, A., 1992- Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression, *American Mineralogist*, 77: 1242–1249.
- Pietranik, A., Koepke, J. & Puziewicz, J., 2006- Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of granodiorite magma (Gesinić granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland), *Lithos*, 86: 260–280.
- Ruprecht, P. & Worner, G., 2007- Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahuá monogenetic cones, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165: 142–162.
- Singer, B. S., Dungan, M. A. & Layne, G. D., 1995- Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers, *American Mineralogist*, 80: 776–798.
- Słaby, E., Galbarczyk-Gąsiorowska, L., Seltmann, R. & Müller, A., 2007- Alkali feldspar megacryst growth: geochemical modelling, *Mineralogy and Petrology* 89: 1–29.
- Słaby, E., Götze, J., Wörner, G., Simon, K., Wrzalik, R. & Śmigielski, M., 2008- K-feldspar phenocrysts in microgranular magmatic enclaves: A cathodoluminescence and geochemical study of crystal growth as a marker of magma mingling dynamics, *Lithos*, 105: 85–97.
- Smith, J. V. & Brown, W. L., 1988- *Feldspar Minerals. Crystal structures, physical, chemical, and microstructural properties*, Springer-Verlag, New York.
- Smith, V. C., Blundy, J. D. & Arce, J. L., 2009- A Temporal Record of Magma Accumulation and Evolution beneath Nevado de Toluca, Mexico, Preserved in Plagioclase Phenocrysts, *Journal of Petrology*, 50: 405–426.
- Technoexport, 1981- Company: Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran. Geological Survey of Iran, Report No. 9. 154p.
- Vander Auwera, J., Longhi, J. & Duchesne, J. C., 2000- The effect of pressure on DSr (plag/melt) and DCr (opx/melt): implications for anorthosite petrogenesis, *Earth and Planetary Science Letters*, 178: 303–314.
- Vernon, R. H., 1986- K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts, *Earth Science Reviews*, 23: 1–63.
- Vernon, R. H., 1990- Crystallization and Hybridism in Microgranular Enclave Magmas: Microstructural Evidence, *Journal of Geophysical Research*, 95: 17.849–17.859.
- Vernon, R. H., 2004- *A practical guide to Rock Microstructural*, Cambridge, 594p.
- Waight, T. E., Maas, R. & Nicholls, I. A., 2000- Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S-type granites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 227–239.

Compositional Zoning in Feldspars from the Kuh-e Dom Intrusive Rocks

F. Sarjoughian ¹, A. Kananian ^{2*} & J. Ahmadian ³

¹ Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Received: 2012 March 04

Accepted: 2012 September 24

Abstract

The alkali feldspars and plagioclases in the Kuh-e Dom intrusive rocks show compositionally and microtexturally zoning structure. The feldspar crystals in the various lithologies such as granite- granodiorite samples, diorite- gabbro samples and relatively high frequency microgranular mafic enclaves existing in the acidic intrusion were analyzed using electron microprobe. The results of the microprobe analysis in the acidic, basic- intermediate rocks and enclaves indicated the normal and reverse zoning in the samples. The chemical compositions of plagioclases ranges from albite (An 9.4) in the rim to labradorite (An: 50.6) in the core for acidic rocks, and from andesine (An: 30.5) in the rim to labradorite (An: 56.4) in the core for the basic- intermediate rocks, and from oligoclase (An: 19.8) to labradorite (An: 66.5) in the enclaves. The frequently of rare elements such as Ba, Sr, Fe and Mg in the feldspars show various and oscillatory patterns. The oscillatory pattern of the major and minor elements from core to rim in the feldspar crystals suggests an effective role of magma mixing phenomena in forming of the Kuh-e Dom intrusion.

Keywords: Feldspar, Zoning, Magma Mixing, Intrusion, Kuh-e Dom, Ardestan.

For Persian Version see pages 133 to 146

*Corresponding author: A. Kananian; E-mail: Kananian@khayam.ut.ac.ir